

伊勢湾北部海域の密度成層と残差流

杉山陽一*・藤原建紀**・中辻啓二***・水鳥雅文****

1. はじめに

海域環境を考える場合、熱や溶質あるいは栄養塩や稚貝などの環境指標の輸送を支配する流動場を明らかにすることが重要である。中でも残差流は長い時間スケールでの物質輸送に多大な影響を与えるため、その重要性が指摘されている。伊勢湾の残差流に関する研究は古くから行われている(宇野木, 1978; 藤森ら, 1975 など)が、東京湾や大阪湾に比べると研究事例はまだ少なく、今後の知識の蓄積が必要とされている。

今回対象とする伊勢湾北部海域とは、三重県鈴鹿市から愛知県常滑市を結んだ線から北側の東西南北に約20 km 四方、水深は深いところで約20 mの海域を指す(図-1 参照)。流入する河川水は木曾三川(木曾川, 長良川, 揖斐川)が全体の8割程度を占め平水量で約300 m³/sに達する。このため、流動は密度流としての性格が強く内部潮汐などの興味深い現象もみられる。また伊勢湾潮流図(1971)から、本海域には比較的明瞭な時計回りの環流が存在することが知られている。

本報では現地観測から得られたデータをもとにして、本海域の流動現象と関係が深いと考えられる密度成層の状態を季節別に整理した。次に流動特性として物質輸送を強く支配する残差流の三次元的な構造を明らかにした。また、レベルモデルによるシミュレーションを行い観測から得られた知見の再現を行った。

2. 観測概要

(1) 観測データ

15 昼夜流向流速連続調査は、1990 年春季から1991 年春季にかけて各季節ごとに行った。アンデラー流速計を用い、図-1 中の●○◎の計15 点において水面下2 m, 5 m と一部8 m で流向流速を測定した(表-1)。水温塩分年間連続調査は15 昼夜連続調査と同時期に、メモリー式水温塩分計を用い、図-1 中のTS 地点で水温塩分を海面下0.5 m, 2 m, 5 m, 8 m の4 層で観測した。また、各

季節に1度づつSTD観測を行った。なお、補足データとして、運輸省第五港湾建設局の潮流データを使用した。

15 昼夜連続調査は三重県側(M)と愛知県側(A)で観測時期が少しずれたが、観測期間中大きな気象攪乱が少なく、15日平均残差流を議論する上では同時期のものとみなした。ただし、春季は観測が1年間ずれており注意が必要である。

(2) 観測時の風と河川流量

図-2は図-1中の★で観測された地上10 mの風の状況を季節別に示したものである。これより春, 秋, 冬は北西風が卓越しており, 夏は南東風が卓越している。河川の流入状況は流量年表によれば, 木曾三川の月平均値流量で1990年3月に490 m³/s, 8月に256 m³/s, 11月

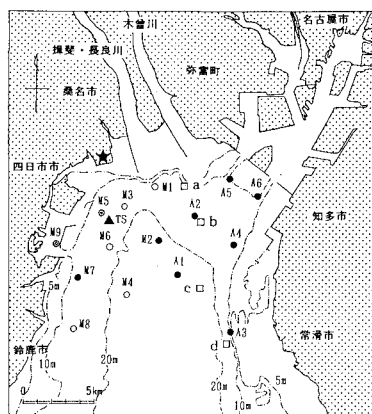


図-1 対象地形と観測点位置

○: 2, 5, 8 m 層観測点, ●: 2, 5 m 層観測点, ◎: 5 m 層観測点, □: 第五港湾建設局の観測点, ★: 風の観測点

表-1 15昼夜観測データ

測点	観測層	観測日			
		90.3.21 ~4.7	90.7.24 ~8.9	90.11.4 ~11.22	91.1.27 ~2.14
M1,3,4,6,8	2,5,8 m				
M2,7	2,5 m				
M5,9	5 m				
A1~6	2,5 m	90.8.11 ~8.27	90.10.16 ~11.1	91.1.16 ~2.1	91.4.4 ~4.24

* 正会員 工修 中部電力(株)電力技術研究所 水理グループ
 ** 正会員 農博 京都大学助教授 農学部水産学科
 *** 正会員 工博 大阪大学助教授 工学部土木工学科
 **** 正会員 工博 (財)電力中央研究所 我孫子研究所 環境科学部

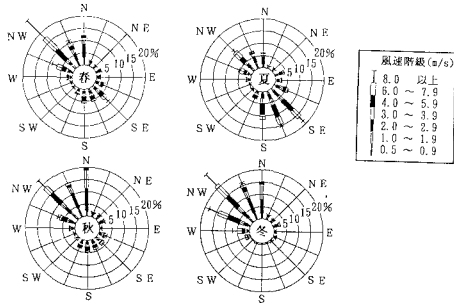


図-2 季節別の風配図 (1990)

に 453 m³/s, 1991 年 1 月に 259 m³/s, 4 月に 633 m³/s であった。

3. 観測結果

(1) 密度成層の特徴

図-3 に TS で観測された月平均水温・塩分値の経月変化を示す。この図から 3~8 月の昇温期は上層ほど水温が高く、9~2 月の降温期は上層ほど冷たい水温逆転現象が安定して起きている。塩分は年間を通じて上層が低塩分傾向を示しており、その傾向は春、夏、秋季に強く、冬に弱くなっている。

図-4 は 15 昼夜流向流速連続調査の期間中に行った STD 観測データから空間平均による鉛直密度分布を求めたものである。夏、秋、春は 10 m 以浅で徐々に低塩分化し、3~5 m で上下層の密度差が急激に大きくなっている。

次に成層の経時変動を示す。図-5 は TS 地点で観測された水温の変動と、近傍の M3 地点で観測された流速(南東成分)および風を比較したものである。

図-5(a)の変動は内部潮汐と思われる。水温は 5 m 層のみが周期的に大きく変動しており、対応して流速は 2 m 層と 8 m 層で逆の流向が交互に現れている。この現象はほぼ 10~15 時間の周期で変動している。

図-5(b) は風による上下層の均一化の様子を示したものである。2 月 8 日の 12 時頃から北西風が吹き始めると上層水が下層水温に近づき、約 1 日続いている。同種の現象は年間を通じてランダムにみられ、現象の継続時間は 1~7 日程度である。

本海域は総じて密度成層が強く、季節により様々な変動を示す。また図-4 や図-5(a) をみると、強成層時の躍層は 5 m 層付近にあると考えられる。

(2) 残差流の三次元的構造

図-6 に観測された 15 昼夜平均残差流を示す。いずれの季節においても共通しているのは時計回りの環流がみられることである。季節別にみると夏季は全体的な流速

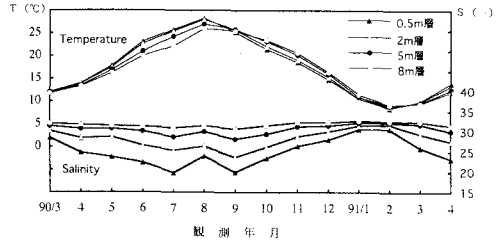


図-3 TS 地点の水温・塩分の年変動

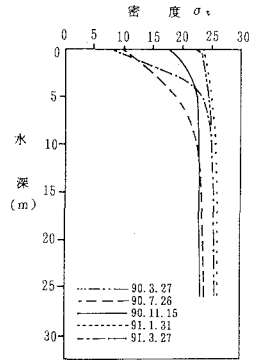


図-4 各季節の鉛直密度分布

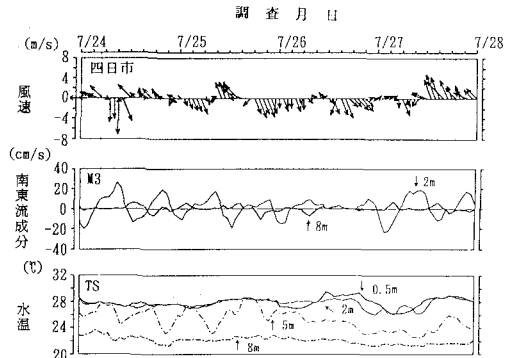


図-5(a) 成層の経時変化 (内部潮汐)

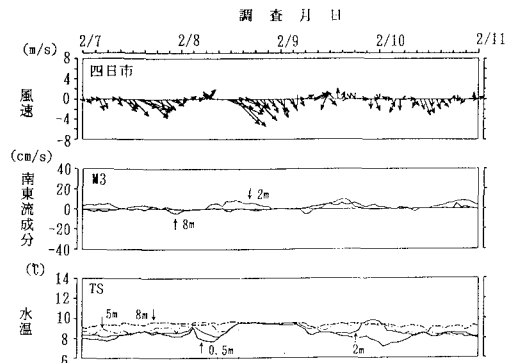


図-5(b) 成層の経時変化 (風による上下層均一化)

が各季節の中でもっとも小さくなっている。2 m層と5 m層の流向は大きく変わることはないが、8 m層では上の2層とは大きく異なる方向になっている。秋季は海域の南東部に強い南下流がみられ、A3では23 cm/sになる。また南西に位置するM8では2 m層よりも8 m層が強い流速を持っている。冬季は全体的な流速が各季節の中でもっとも小さくなっている。また秋にみられた傾向がさらに強く現れており、南東部ではA3, A1, A4で強い南下流がみられ、南西部でM8に加えM7でも下層が強くなる傾向が現れている。春季のA3は秋や冬に比べると流速はかなり小さくなっており、M7, 8の下層が大きくなる傾向は現れている。春季の特徴は東側のA3, A4, A6の5 mで北上流が現れていることであり、5 mでは全域で北上傾向となっている。

図-7は対象海域の縦断面上の夏季の残差流である。使用したデータは第五港湾建設局が観測したものである。15昼夜観測とは時期を異にするが、最深部で24 mの観測値があり下層の流動の様子を知ることができる。図は測点a, b, c, dを結ぶ直線（北方より時計回りに353°方向）上の流速成分を示しており、左向きが湾奥に向かう方向である。図から流向は上層が湾口向き、下層が湾奥向きとなっている。また、流速は湾奥部で小さく湾口に向かって大きくなる。各季節ごとに特徴はあるが、本海域の残差流はおよそ三重県側下層から南方水が流入し、愛知県側上層から海域外へ流出するという環流構造を持つといえる。また、鉛直的にみると上層水の南下、下層水の北上による鉛直循環が存在する。

(3) 環流の渦度と水平発散

本海域の水平的な流れは環流構造が特徴的である。本節では環流の性質を明らかにするために夏季と冬季について渦度と水平発散を求め、表-2に示す。それぞれ次のように定義する。

$$\omega = -\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \dots (1) \quad \text{div}_h V = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \dots (2)$$

ここで ω ；渦度、 $\text{div}_h V$ ；水平発散である。式からも分かるように渦度は反時計回りを正としている。なお、デ

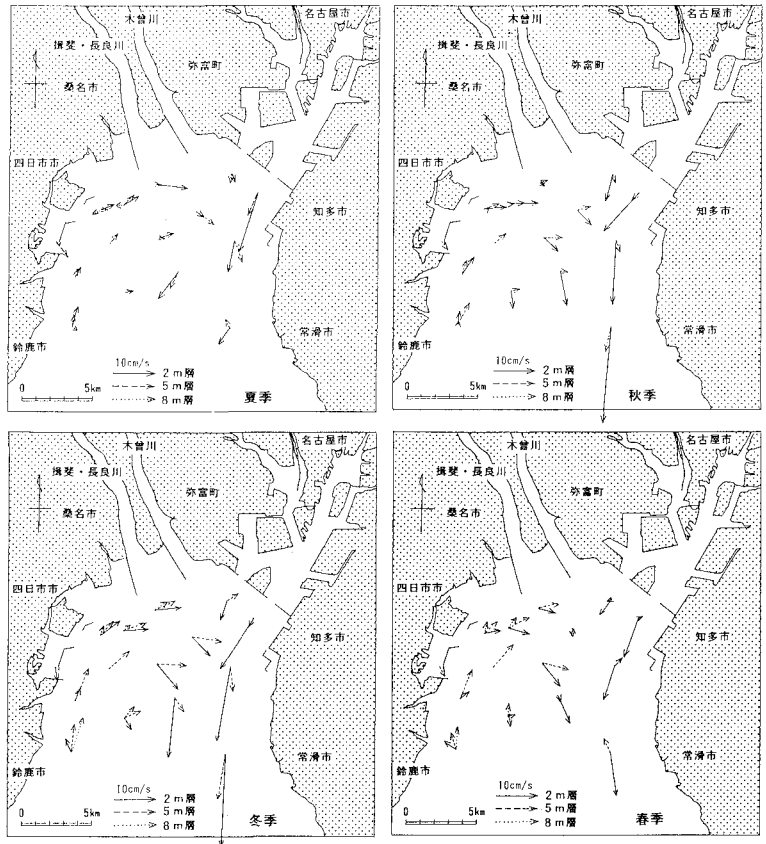


図-6 季節別の残差流の平面流況

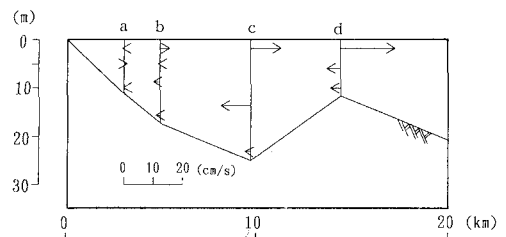


図-7 残差流の鉛直断面流況（夏季）

ータはA1, 2, 4, M1, 2, 3, 4, 5, 6, 7を用いた。夏は2 mで弱いながら発散傾向がみられ、5 m層では逆に収束傾向になり、8 m層でその傾向はさらに強くなっている。渦度は2 m層で比較的強い時計回りの傾向が現れており5 m層でも弱い時計回りの傾向がある。8 m層は逆に正の渦度となっている。冬は観測されたすべての層で発散傾向になっており上層2層はよく似た値を示すが8 m層だけ小さい傾向にあるのが特徴的である。渦度をみるとやはり上層2層はよく似た時計回りの値を示し8 m層で反時計回り渦度となっている。

表-2 渦度と水平発散

季節	測定水深(m)	渦度(×10 ⁶ 1/s)	発散(×10 ⁶ 1/s)
夏	2	-20.6	0.9
	5	-8.6	-1.4
	8	2.5	-1.8
冬	2	-32.4	11.2
	5	-25.0	15.1
	8	0.7	1.2

夏と冬を比べると冬の方が強い渦度を持っている。両季節とも上層で発散傾向が強く時計回りの渦度が大きくなっており、下層になると発散傾向が弱まりやがて反時計回りの渦度が発生する点が共通している。2m層の渦度から環流の回転周期(=4π/ω)を算出すると夏は約7日、冬は約4.5日となった。

4. 数値シミュレーション

本章では観測結果を検証するため、レベルモデルによる現象の再現を行う。

(1) 基礎方程式

基礎方程式は連続式、水平方向の運動方程式(鉛直方向は静水圧近似)、および塩素量の輸送方程式であり下記のようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots(3)$$

$$\frac{Du}{Dt} = fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho} \int_{-z}^h \frac{\partial \rho}{\partial x} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots(4)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho} \int_{-z}^h \frac{\partial \rho}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots(5)$$

$$\frac{DCl}{Dt} = K_v \frac{\partial^2 Cl}{\partial z^2} + K_h \left(\frac{\partial^2 Cl}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Cl}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots(6)$$

ここに、x:東西方向座標、y:南北方向座標、z:静水面から上向きにとった鉛直座標、u:x方向流速、v:y方向流速、w:z方向流速、Cl:塩素量、g:重力加速度、η:水位、ρ:密度、A_v:鉛直渦動粘性係数、A_h:水平渦動粘性係数、K_v:鉛直渦動拡散係数、K_h:水平渦動拡散係数、f:コリオリ係数である。なお状態方程式はKnudsenの式を用いた。なお、鉛直方向の渦動粘性係数と拡散係数は、密度の鉛直安定度と流速の鉛直シアを考慮したMamayev(1958)の式を使用した。

(2) 計算条件

伊勢湾北部の流れは湾全体の流れから独立したものであるため、湾全体を計算領域とした。メッシュ幅は水

平1kmとし、鉛直方向は0~2m、2~6m、6~10m、10m~の4層とした。潮汐はM₂潮のみとし、開境界の愛知県側の赤羽で位相170.09°、振幅44.94cm、三重県側の的矢で位相171.00°、振幅44.0cmとし、この間を補充して境界上のメッシュに与えた。塩分の初期値および境界値は日本全国沿岸海洋誌より設定した。河川水量は1990年夏季の流量年表を参考とした。A_h、K_hは2.3×10⁶cm²/sである。なお、風は考慮していない。計算は30潮汐周期まで行った。

(3) 計算結果

図-8に最後の一潮汐分を平均した残差流を示す。伊勢湾北部海域に着目すると、第1層(表層)は愛知県側を中心とした強い南方流出の傾向を示し、第2、3層(中層)で環流の傾向がはっきりと現れてくる。第4層(最下層)では三重県側を中心とした北上流がみられる。潮汐を与える関係上表層を2mとしたため、実際に環流が現れる層より若干深い層で環流が現れているが、計算結果は観測から得られた海域の流況をよく説明している。

5. 考察およびまとめ

残差流の主な成分として潮流運動の非線形性によって生じる潮汐残差流、風によって生じる吹送流、密度偏差に駆動されて生じる密度流の3つがある。本海域では潮流が弱いこと、環流が上層のみに存在することなどを考え合わせると潮汐残差流の影響は小さいであろう。

実測およびシミュレーションの結果から、本海域にみられる環流は上層水の発散とそれに伴う下層水の連行による湧昇が地球自転の効果によって時計回り(高気圧性)の渦度を生じさせるものと考えられる。同種の現象に大阪湾における西宮沖の環流があり、藤原(1994)らはこの渦の発生機構について詳しく述べている。この渦の発生機構はポテンシャル渦度保存則から直接導かれる。粘性を無視したとき渦度保存則は、

$$\frac{D\omega}{Dt} = -(f + \omega) \text{div}_h V \dots\dots\dots(7)$$

となる。水柱が水平に引き延ばされると、すなわちdiv_hVが正の時、水柱は負の渦度を獲得し、逆に水柱が水平に圧縮されるときに水柱は正の渦度を獲得する。本海域の場合季節を問わず、下層水が湧昇し水平流となる過程で水柱は引き延ばされるため、負(時計回り)の渦度が発生する。

次に水平発散が生ずる原因について考える。原因としては北西風と密度流の2つが考えられる。北西風が吹く場合、上層水が吹送流によって南方に流出し、下層水が補償流となって湧昇する鉛直循環が発生する。湾奥に流入する淡水量が大きい場合、浮力による密度流によって表層水は下層水を連行しながら南下する。冬の場合、淡

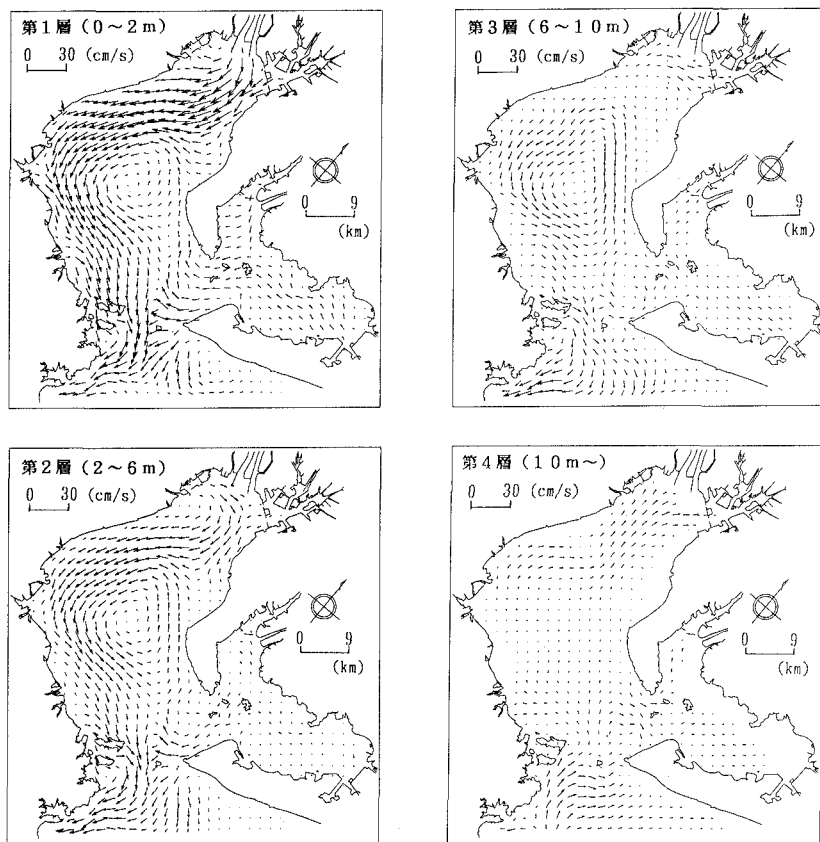


図-8 伊勢湾の残差流 (シミュレーション結果)

水の流入は少なく北西風が強いため、発散の原因として風の影響が大きい。逆に夏の場合は南東風が卓越しており、上層水は収束し下層へ沈降するため、風が発散の要因とは考えられない。夏季の場合は密度流による水平発散が卓越していると考えらるべきであろう。このことは4章で示した風を無視し淡水流入のみを考慮したシミュレーションで明瞭な時計回りの循環が見られることから裏付けられる。春秋は両者が混在する形となっている。

本報では伊勢湾北部海域の残差流の実態を現地観測の結果を中心に明らかにした。8 m 層のデータから小さいながらも反時計回りの渦度が得られたように、上記の理論によれば深層では弱い反時計回りの環流が存在する可能性がある。しかし今回用いたデータは10 m 以深のものが少なく、深層の状況については今後の観測が望まれる。

参 考 文 献

- 宇野木早苗 (1978): 伊勢湾・三河湾の物理環境, 沿岸海洋研究ノート, 第15巻, 第2号, pp. 143-154.
- 海上保安庁 (1971): 伊勢湾潮流図.
- 西條八束・宇野木早苗 (1977): 伊勢湾・三河湾の海況特徴と生産力: 沿岸海洋研究ノート, 第14巻, pp. 10-18.
- 藤森研一・稲富隆昌・金子俊六 (1975): 伊勢湾水理模型実験と現地調査(第1報), 第22回海岸工学講演会論文集, pp. 219-225.
- 藤原建紀・肥後武彦・高杉由夫 (1989): 大阪湾の恒流と潮汐・渦, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 209-213.
- 藤原建紀・澤田好史・中辻啓二・倉本茂樹 (1994): 大阪湾東部上層水の交換時間と流動特性—内湾奥部にみられる高気圧性渦—, 沿岸海洋ノート, 第31巻, pp. 227-238.
- Mamayev, O. I (1985): Influence of stratification on vertical turbulent mixing in the sea. *Izv. Akad., Nauk. SSSR Geofiz.*, 7, pp. 494-497.